

УДК 551.24+551.35

РЕЛЬЕФ И ДЕФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ ЮЖНЕЕ ОСТРОВОВ ЗЕЛЕННОГО МЫСА (АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН)

© 2001 г. А. О. Мазарович, К. О. Добролюбова, В. Н. Ефимов,
С. Ю. Соколов, Н. Р. Турко

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 27.02.2001 г.

Поступило 05.03.2001 г.

Южнее островов Зеленого Мыса установлено [1] азимутальное несогласие (рис. 1) между пассивными частями трансформных разломов Меркурий, Вима и ряда других более южных и восточным флангом безымянного разлома, расположенного южнее разлома Зеленого Мыса. Эта структурная ситуация свидетельствует о сложных тектонических процессах в океанической коре приэкваториальной части Атлантического океана. Авторы настоящего сообщения неоднократно показывали, что во многих районах Центральной Атлантики существуют деформации осадочного чехла, которые обусловлено разными причинами [2–4]. Вместе с тем масштабы этих явлений, время формирования и происхождения требуют специального анализа уже накопленной сейсмической и батиметрической информации, что частично выполнено в данной работе. Для понимания причин возникновения азимутального несогласия важное значение имеет крупномасштабная полигонная съемка. Такая задача была выполнена в 22-м рейсе нис “Академик Николай Страхов” (28.04–05.07.2000 г., начальник рейса А.А. Пейве, капитан А.М. Коробов).

Батиметрическая съемка проводилась при помощи многолучевого эхолота SIMRAD (модель EM12). Для изучения строения осадочного чехла использовалась система одноканального непрерывного сейсмического профилирования (НСП), которая включала два пневмоизлучателя с общим объемом рабочих камер 1 л, сейсмокосу с 51 датчиком на приемной базе 25 м. Рабочий цикл системы составлял 10 с, что при движении судна со скоростью 10 узлов позволяло получить расстояние между пикетами около 50 м. Цифровая регистрация сигналов осуществлялась в 9-секундном окне с частотой квантования 1 кГц. Отметим, что проведение упомянутого комплекса работ в

пределах абиссальных котловин Атлантического океана нам неизвестно.

В области азимутального несогласия пассивных частей трансформных разломов был поставлен полигон (10°30′–12°12′ с.ш.; 27°20′–28°40′ з.д.) (см. рис. 1). В его пределах рельеф и осадочный чехол изучались по системе из 13 галсов, которые обеспечили полное покрытие дна батиметрической съемкой (рис. 2), а также позволили изучать структуру осадков в разных направлениях.

В пределах полигона (см. рис. 2), в рельефе, отчетливо выделяются две зоны (северная и южная), разделенные протяженным уступом, который меняет свое простирание в районе 28° з.д. с субширотного на северо-западное, а затем вновь на субширотное. Высота уступа изменяется от первых сотен до 1200 м. Полученная нами во время экспедиции информация в сочетании с данными “предсказанной топографии” [6] позволяют сделать заключение, что такая форма рельефа представляет собой в пределах котловины Зеленого Мыса региональное образование с протяженностью порядка 800 км, которое не описано в литературе. Для этой формы рельефа мы предлагаем название “уступ Кабо-Верде” от названия страны Республика Кабо-Верде, экономическая зона которой расположена в нескольких десятках миль от северной границы полигона.

Целостность уступа Кабо-Верде, в пределах полигона, нарушается тремя субмеридиональными депрессиями, расположенными в точках изменения простираний уступа, которые разделяют северную зону на несколько блоков (см. рис. 2). Последние имеют сходное строение и представляют собой систему субмеридиональных хребтов, с азимутами простирания от 354° до 25°. Восточнее 27°24′ з.д. все хребты имеют строго меридиональную ориентацию. Наиболее приподнятые части хребтов располагаются вдоль и в непосредственной близости от уступа. Минимальные глубины изменяются от 4600 и 4700 м. Здесь осадочный чехол приподнят и частично уничтожен эрозией (см. ниже). В ряде мест устанавливаются современные пликативные деформации всего

чехла (рис. 3). В северном направлении происходит углубление дна, а осадочный чехол залегает в виде пологой моноклинали.

В районе $12^{\circ}20'$ с.ш. закартированная часть северной зоны ограничена протяженным прогибом акустического фундамента запад-северо-западного простирания. Его точная структурная позиция неясна. По альтиметрическим данным [5] он трассируется в район Срединно-Атлантического хребта между разломами Зеленого Мыса и Марафон, в котором установлены искривления рифтовой долины, т.е. расположено так называемое *discontinuity*. В районе трога расположена граница между осадочными провинциями поднятия островов Зеленого Мыса и котловины Зеленого Мыса. Отличительной особенностью первой является наличие двух осадочных комплексов мощностью по 100–150 м каждый, согласно залегающих на АФ значительно более ровном, чем обычный океанический фундамент. Оба комплекса повторяют конфигурацию фундамента, что свидетельствует о современных малоамплитудных движениях, которые охватывают весь разрез и приводят к образованию пологих форм рельефа.

Южнее уступа Кабо-Верде (см. рис. 2) располагается область котловины Зеленого Мыса, в которой закартированы фрагменты пяти желобов и хребтов широтного простирания. Их ширина составляет в среднем от 10 до 14 км. В некоторых местах происходит их сужение до 7 км. Хребтам с севера на юг для удобства описания присваиваются номера 1–5.

Хребет 1 прослежен вдоль $11^{\circ}22'$ с.ш. между $27^{\circ}55'$ и $28^{\circ}35'$ з.д., т.е. на расстояние 40 миль (74 км). Его ширина изменяется от 7 до 4 миль (13–7.4 км). Эта морфоструктура образована гетерогенными формами рельефа, средняя высота которых увеличивается в восточном направлении. На западе минимальные отметки глубин составляют порядка 5100 м. Восточнее на изометричной горе ($28^{\circ}17'$ з.д.) глубина уменьшается до 4691 м. К востоку от $28^{\circ}15'$ з.д. находится гребень широтного простирания с крутыми склонами, имеющий три вершины – 4410, 4426, 4526 м. На восточном окончании хребта расположено поднятие подковообразной формы шириной 9.8 км. Минимальная глубина обрамляющего хребта 5309 м расположена на ее юго-западной части. Внутри “подковы” уровень дна составляет 5696 м. Общее простирание этого образования – северо-запад 350° . Подобные формы характерны для вулканических сооружений центрального типа, например кальдеры взрывного типа. Высота стен “кальдеры” изменяется от 517 до 526 м.

Между уступом и хребтом 1 расположен желоб с ровным дном с глубинами 5910–5950 м. Судя по спутниковой альтиметрии, он соответствует восточной пассивной части разлома Меркурий.

На $28^{\circ}10'$ з.д. закартировано поднятие субширотного простирания с относительной высотой около 240 м. Оно имеет три отрога, один из которых протягивается в восточном направлении, второй – в юго-восточном. На 28° з.д. расположен узкий хребет северо-западного простирания. Он вместе с описанным выше поднятием и хребтом 1 обрамляет изометричную котловину с глубиной 5900 м. Северо-восточнее расположена овальная впадина (17×7.7 км) с глубинами 6000–6030 м. Она вытянута в северо-западном направлении и резко вдается в уступ Кабо-Верде, срезая субмеридиональные хребты северной зоны. Здесь развит осадочный чехол мощностью 500 м, состоящий из двух комплексов. Мощность более древнего не превышает 100 м.

Хребет 2 прослежен от $26^{\circ}33'$ до $28^{\circ}40'$ з.д., т.е. на расстояние 187 миль (346 км). Для его западной части характерно удлинение форм рельефа в субмеридиональном направлении (от западной границы полигона до $27^{\circ}30'$ з.д.). Доминирующей формой рельефа между $28^{\circ}31'$ и $28^{\circ}32'$ з.д. является гора изометричной формы с абсолютной высотой от дна 1000 м и диаметром основания около 4 миль (7.4 км). На оттененном рельефе видно, что гора имеет уплощенную вершину с двумя серповидными гребнями.

На $28^{\circ}29'$ з.д. расположен узкий (1.5 мили – 2.8 км) субмеридиональный хребет с высотой около 400 м. На его южном продолжении закартирована изогнутая к западу цепь возвышенностей, которая пересекает желоб и соединяется с хребтом 3. Восточнее находится вытянутая по меридиану гора с абсолютной высотой 1250 м, с минимальной глубиной вершины 4466 м. Гора имеет крутой восточный и пологий западный склоны. Ее протяженность с севера на юг составляет около 10 миль (18.52 км), с запада на восток – 6 миль (11.1 км). Между $28^{\circ}19'$ и $27^{\circ}50'$ з.д. закартирована серия узких, вытянутых по меридиану хребтов с наименьшей глубиной 4967 м, которые сменяются массивным гребнем восток-северо-восточной ориентировки с глубиной 4534 м. На $27^{\circ}30'$ з.д. ось хребта 2 смещена на 6 миль (11.1 км) к югу. Восточнее и вплоть до восточной границы полигона хребет имеет менее расчлененный рельеф и постепенно повышается в восточном направлении от 4805 до 4363 и до 4244 м. Последняя отметка находится на горе изометричной формы, напоминающей вулкан. В целом на хребте осадки отсутствуют. К югу и северу от хребта 1 донные осадки обладают мощной отражательной способностью, что может свидетельствовать о наличии пирокластического материала в осадочной толще.

Желоб между хребтами 1 и 2 имеет выровненное дно, которое постепенно поднимается в восточном направлении с 5800 до 5700 м. В этом же направлении происходит его расширение от 6 до

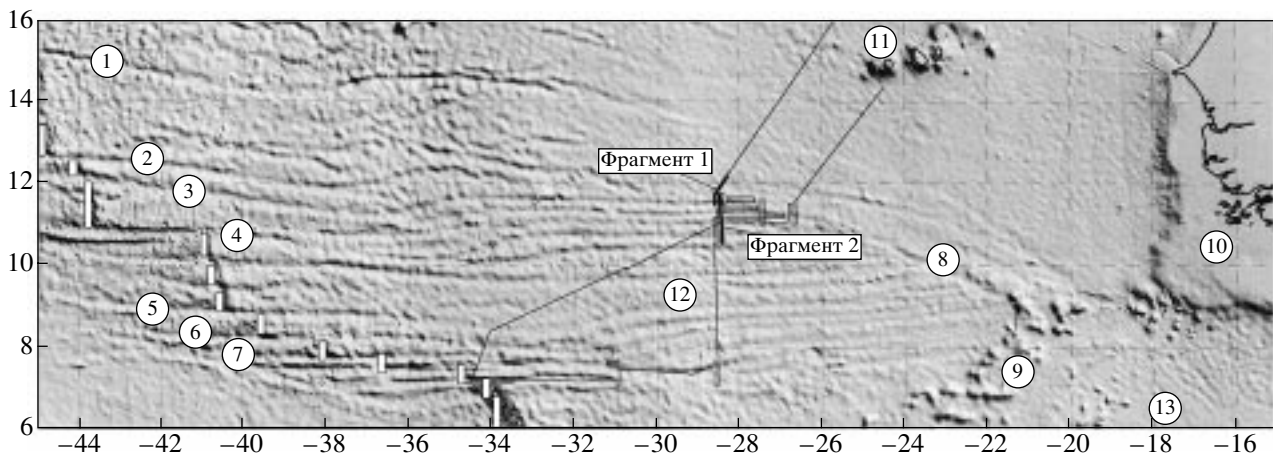


Рис. 1. Положение района работ, фрагментов 1 и 2 сейсмопрофиля S22-06b и основные морфоструктуры в районе котловины Зеленого Мыса. Значения широты и долготы приведены в градусах с десятичной долей. Цифры в кружках: 1–7 – разломы (1 – Зеленого Мыса, 2 – Маратон, 3 – Меркурий, 4 – Вима, 5 – Архангельского, 6 – Долдрам, 7 – Вернадского); 8 – уступ Кабо-Верде; 9 – горы Батиметристов; 10 – Гвинейского плато; 11 – острова Зеленого Мыса; 12, 13 – котловины (12 – Зеленого Мыса, 13 – Сьерра-Леоне). Белые прямоугольники – сегменты рифтовой долины.

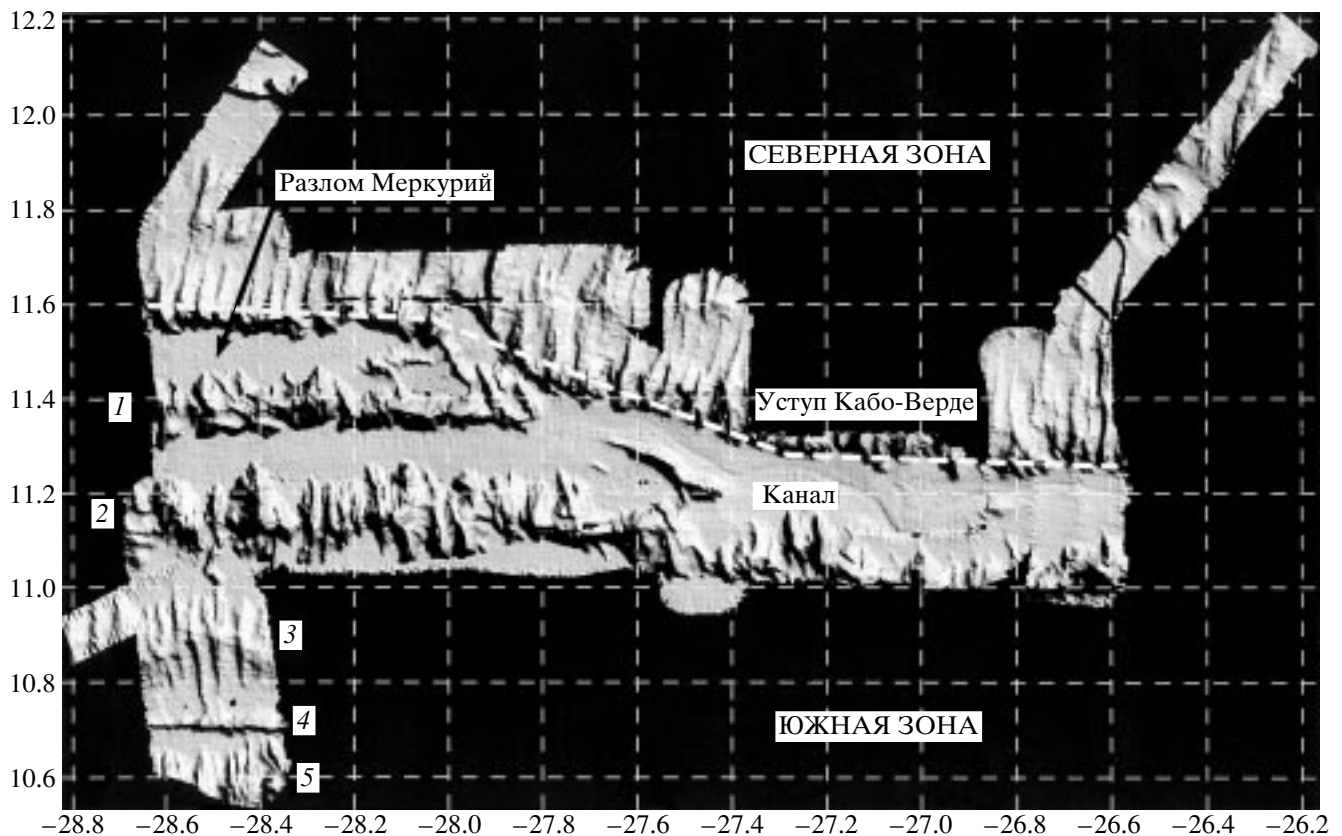


Рис. 2. Рельеф дна района уступа Кабо-Верде, построенный по первичным данным методом подсветки (источник света на северо-востоке). Значения широты и долготы приведены в градусах с десятичной долей.

10–11 миль (11–20 км). От района описанной выше овальной котловины до восточной рамки полигона протягивается глубоководный меандрирующий канал с глубиной вреза до 10 м.

Строение осадочного чехла в желобе имеет особенности. Более древний комплекс имеет мощность до 800 м, и характер его пликативных деформаций отличается от верхнего. Последний

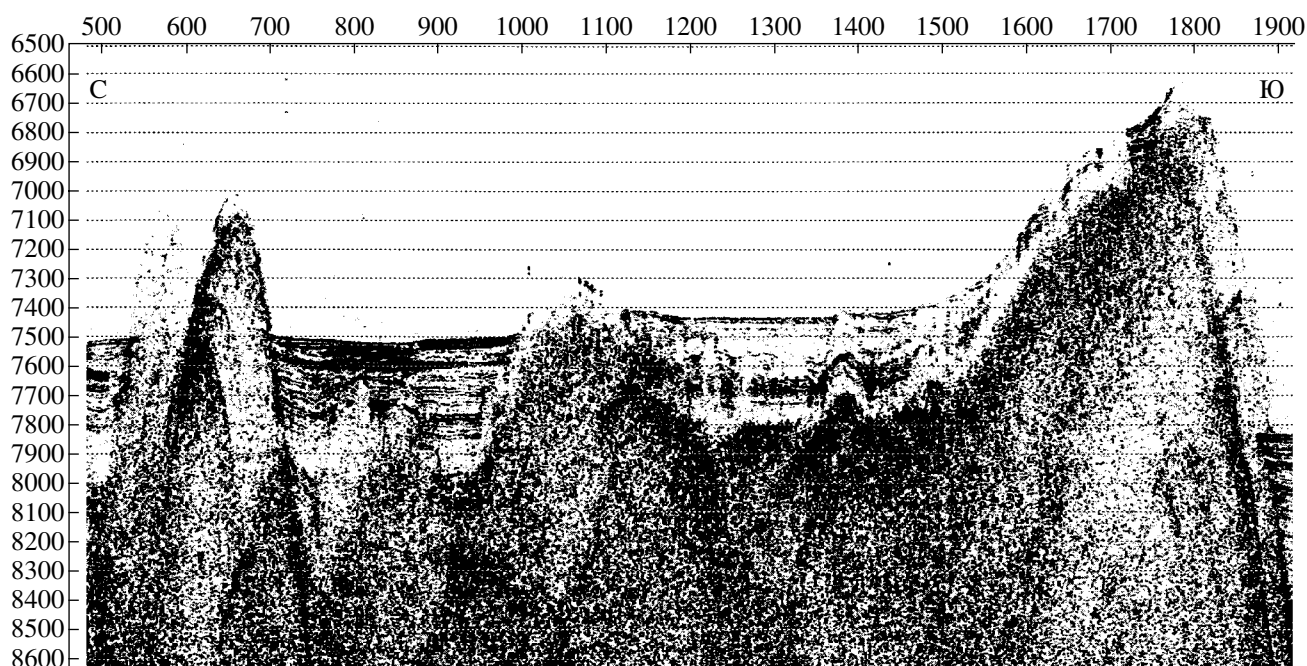


Рис. 3. Деформации осадочного чехла севернее уступа Кабо-Верде. Профиль S22-06b, фрагмент 1 (расстояние между пикетами 50 м).

обладает менее нарушенным строением, обнаруживает признаки тонкой стратификации при резком увеличении отражающей способности. Это свидетельствует, скорее всего, о наличии пирокластического материала.

Хребет 3 прослежен вдоль $10^{\circ}54'$ с.ш. Вдоль его простирания закартированы узкие хребты меридионального простирания. Относительная высота хребта 400 м, ширина от 4 до 10 миль (7.4–18.52 км). Характер залегания осадочной толщи свидетельствует о том, что хребет был сформирован в результате ее смятия. К югу и северу от хребта 3 в разрезе осадочного чехла появляется молодой комплекс, образование которого можно связать с размывом осадков на самом хребте.

Хребет 4 вытянут вдоль $10^{\circ}42'$ с.ш. Его ширина не превышает 1–2 мили, высота 500 м. На хребте осадки отсутствуют. Он представляет собой тело внедрения, которое было поднято позже формирования осадочного чехла.

Хребет 5 прослеживается вдоль $10^{\circ}35'$ с.ш. Его видимая часть представлена четырьмя субмеридиональными хребтами. На профиле НСП видно, что в краевых частях хребта осадки приподняты в результате внедрения пород АФ (рис. 4).

Таким образом, в результате работ в северо-восточной части котловины Зеленого Мыса впервые изучена область тектонической конвергенции пассивных частей трансформных разломов. Установлено, что в собственно области сочленения расположен крутой уступ, видимо тектониче-

ского происхождения, южнее которого находится район интенсивного осадконакопления.

Данные НСП свидетельствует о широком развитии многофазных тектонических движений в изученном районе Атлантического океана. Окончательные выводы о масштабах этих явлений и времени их проявления могут быть сделаны только после обработки всего массива сейсмических данных, имеющихся по этому региону. Вместе с тем подчеркнем, что формирование пликативных структур происходит практически и на современном этапе.

В северо-восточной части котловины Зеленого Мыса установлена серия хребтов широтного простирания, наиболее северный из которых не доходит до уступа. Хребты имеют сложный рельеф, который существенно отличается как по простиранию хребтов, так и на разных морфоструктурах. Эти факты, а также многообразие структур в осадочном чехле свидетельствуют о том, что они формировались в результате сложных эволюционных процессов и происхождения некоторых из них (например, хребет 4) никак не связано со спрединговым процессом в осевой части срединно-океанического хребта и с последующим отодвиганием океанической коры.

В ходе исследования выявлены объекты, которые имеют признаки вулканических сооружений. Наличие хорошо отражающих горизонтов внутри осадочного чехла, происхождение которых, видимо, связано с отложениями пирокластики, позволяет утверждать, что в этом районе раз-

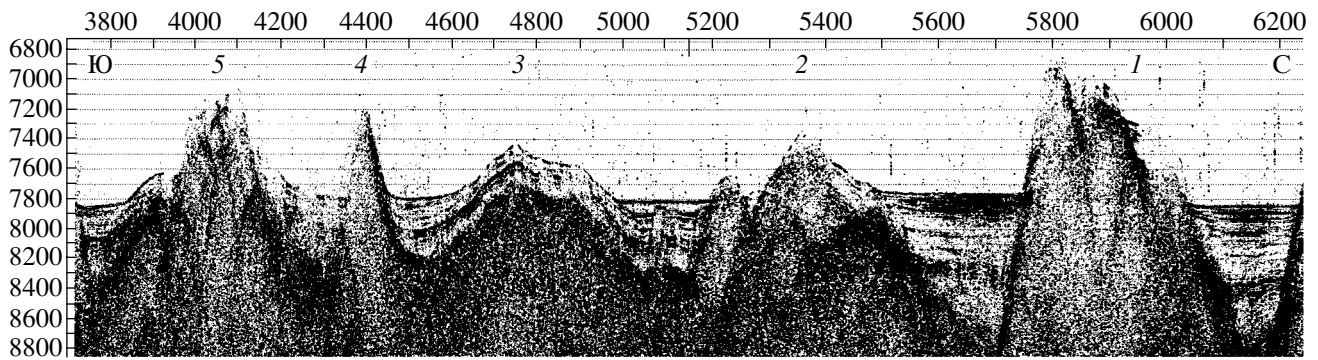


Рис. 4. Гетерогенность структуры осадочного чехла и хребты в пределах полигона. Профиль S22-06b, фрагмент 2 (расстояние между пикетами 50 м).

вивались процессы магматизма, которые не были связаны ни с системой островов Зеленого Мыса, ни с вулканизмом в районе гор Батиметристов.

Авторы выражают признательность компании "GDS Production" за предоставленную возможность обработки сейсмических материалов в среде программного продукта MSPSoft. Дополнительные сведения о строении полигона, а также цветные карты можно найти на сайте Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов (<http://atlantic.tv-sign.ru>).

Работа выполнена в рамках подпрограммы "Исследование природы Мирового океана" ФЦП "Мировой океан", реализуемой Минпромышленности науки и технологий РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазарович А.О. // ДАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 70–73.
2. Мазарович А.О., Агапова Г.В., Ефимов В.Н. и др. // Геотектоника. 1997. № 5. С. 85–94.
3. Мазарович А.О., Соколов С.Ю. // ДАН. Т. 357. № 6. 1997. С. 801–804.
4. Мазарович А.О., Соколов С.Ю. // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1. № 3. С. 251–269. Электронная версия (http://eos.wdcb.ru/rjes/rjes_r00.htm).
5. Sandwell D.T., Smith W.H.F. // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B5. P. 10039–10054.
6. Smith W.H.F., Sandwell D.T. // Science. 1997. V. 277. P. 5334.